六盘山区一次非典型冰雹天气过程微物理量特征的分析①

陶　涛[1,2]，　张立新[1]，　桑建人[2]，　吕晶晶[3,4]，　聂晶鑫[2]

（1　南京信息工程大学大气科学学院，江苏　南京　210044；　2　中国气象局旱区特色农业气象灾害监测预警与风险管理重点实验室，宁夏　银川　750002；　3　中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室，江苏　南京　210044；　4　南京信息工程大学大气物理学院，江苏　南京　210044）

摘　要：利用地面激光雨滴谱仪捕捉2017年7月14日夜间发生在六盘山区的一次强对流天气降雹过程，其降雨和降雹微物理特征表明：降雹时，粒子各项微物理特征量明显增大，其中数浓度和平均动能通量增幅最为明显，分别增长了6.3倍和13倍。降雹初期，粒径较大的冰雹粒子增长较快，随着能量的释放，对流减弱，粒径较小的冰雹粒子增加较快。Gamma型分布更适合拟合降雹前后的粒子谱。用粒子下落末速度公式 $V=aD^b$ 拟合此次降雹过程中的粒子速度效果很好，相关系数超过0.98，a 的变化范围在4.55～5.02之间，b 的变化范围在0.53～0.59之间。

关 键 词：　六盘山；冰雹云；冰雹粒子谱；微物理特征

文章编号

冰雹是典型的气象灾害之一，具随机性、突发性和局地性的特点。宁夏冰雹天气多发生于春末至盛夏，占全年总数的69.5%。冰雹的形成受地形影响明显[1-2]，宁夏地区有2个冰雹频发中心，即宁夏南部的六盘山区和北部的贺兰山区[3]。唐仁茂等[4]利用地基微波辐射计对湖北咸宁的一次冰雹过程进行了分析，计算了4个不稳定指数，认为这些指数对强对流天气有一定的临近预警潜力。黄治勇等[5]利用微波辐射计、风廓线雷达分析了湖北咸宁的一次冰雹天气中3种相态粒子的动态变换过程，验证了过冷云系统中混合相态的贝吉隆过程理论。王昀等[6]利用观测记录、探空资料和雷达探测资料对天山北侧的冰雹分布情况进行分析，归纳出了成灾雹云的雷达回波特征及移动路径，确定了成灾雹云预报及雷达特征预警指标。刘峰贵等[7]利用近60 a的雹灾数据分析了三江源地区冰雹的时空分布特征并得出了成因。

宁夏地区冰雹研究多集中在环流形势和时空分布特征方面[8-9]。牛生杰等[10]利用地面雹谱资料，计算了冰雹落地动能通量，建立了 Z_e-E 关系，为开展防雹效果评估等工作打下了基础。徐阳春[11]对六盘山区151个暴雹个例进行了统计分析，找出了六盘山区雷达识别冰雹云的定量综合指标。

利用激光雨滴谱仪对六盘山区冰雹微物理量特征的研究工作仍不多见。本文结合地面及高空探测资料、多普勒雷达等资料，对2017年7月14日六盘山区夜间强对流天气降雨和降雹过程发生前后的粒子谱和微物理量特征等方面进行分析。探讨DSG5型激光雨滴谱仪在冰雹微物理特性研究方面的应用，加深六盘山区降雹粒径谱和冰雹落地动能的认识，为今后定量冰雹评价灾害、划分冰雹灾害等级，及人工防雹作业效果评价提供参考。

1　观测仪器和数据处理

1.1　六盘山地形云试验基地

六盘山地形云试验基地是宁夏人工影响天气中心自2017年初建设，该基地以六盘山气象站为中

---

①　**收稿日期：**2019－03－22；　**修订日期：**2019－06－19

基金项目：国家自然科学基金重点项目（41775139）资助

作者简介：陶涛（1983－），男，重庆潼南人，大学本科，在职研究生，工程师，研究方向为大气物理及人工影响天气. E-mail：ala. no. 4@163. com

通讯作者：张立新. E-mail：zlx@nuist. edu. cn

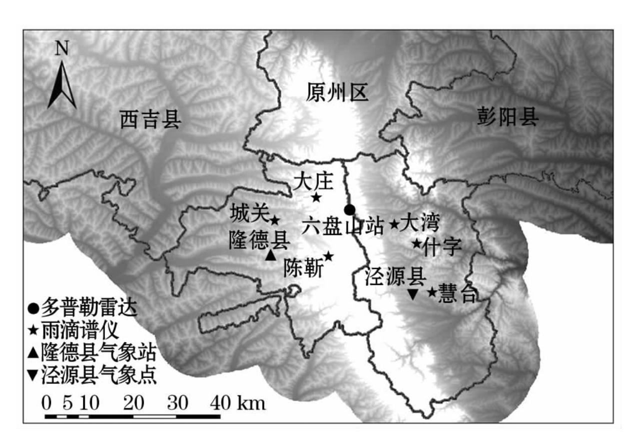


图 1 雨滴谱仪地理分布示意图

Fig. 1 Geographical location of DSG5

心,核心试验区半径约为 10 km,由山顶的六盘山气象站(海拔 2 842 m)、西南侧的隆德气象站(海拔 2 079 m)以及山脉东西两侧六个标准化作业点构成,六盘山站架设有多普勒雷达,其余两站和 6 个作业点布设雨滴谱仪等探测设备。图 1 为六盘山地形云试验基地雨滴谱仪地理分布示意图。

1.2 观测仪器

六盘山地形云试验基地使用的 DSG5 型激光雨滴谱仪,其核心部件与德国 OTT 公司生产的 Parsivel 雨滴谱[12]类似,有 32 个尺度通道和 32 个速度通道,其中粒径测量范围为 0.2 ~ 25 mm,速度测量范围为 0.2 ~ 20 $m \cdot s^{-1}$。根据各种观测参数的综合信息,该激光雨滴谱仪能反演计算出瞬时降水强度、降水粒子总数、累计降水量、降水时的能见度和雷达反射率因子等[13]。

1.3 数据处理

文中分析用的资料主要有六盘山站雨滴谱资料,冰雹发生当日多普勒雷达图,高空与地面天气图,相邻距离 50 km 崆峒站的探空资料。

本文所涉及到的降水粒子微物理量特征主要包括粒子数浓度 N(m^{-3}),质量浓度 Q($g \cdot m^{-3}$)、降水强度 I($mm \cdot h^{-1}$)、雷达反射率因子 Z($mm^6 \cdot m^{-3}$)、平均动能通量 KE($J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)、平均直径 D_{ave}(mm)、最大谱宽 D_{max}(mm)、粒子末速度 V_t($m \cdot s^{-1}$)。

降水粒子末速度来源于激光雨滴谱仪的测量值,粒子平均直径、最大谱宽为统计量。其他相应的微物理量计算如公式(2) ~ (6)所示,我们假设 $\rho = 890$ $kg \cdot m^{-3}$[10]。其中第 i 个尺度通道的雨滴单位尺度空间数密度 $N(D_i)$($m^{-3} \cdot mm^{-1}$),可计算为[13]:

$$N(D_i) = \sum_{j=1}^{32} \frac{n_{ij}}{A \Delta t V_j \Delta D_i} \tag{1}$$

式中:n_{ij}为在第 i 个尺度通道和第 j 个速度通道的粒子个数;A 和 Δt 分别为采样面积(54 cm^2)和时间间隔 1 min(60 s);V_j 为第 j 个速度通道的粒子下落速度($m \cdot s^{-1}$);ΔD_i 为第 i 个尺度通道的宽度(mm)。

由于尺度通道前两档的雨滴直径较小,信噪比低,所以在处理中不予考虑[14]。

$$N = \sum_{i=3}^{32} N(D_i) \Delta D_i \tag{2}$$

$$Q = \frac{\pi\rho}{6} \sum_{i=3}^{32} D_i^3 N(D_i) \Delta D_i \tag{3}$$

$$I = \frac{\pi}{6} \sum_{i=3}^{32} \sum_{j=1}^{32} D_i^3 V_j N(D_i) \Delta D_i \tag{4}$$

$$Z = \sum_{i=3}^{32} D_i^6 N(D_i) \Delta D_i \tag{5}$$

$$KE = \frac{\pi\rho}{12} \sum_{i=3}^{32} \sum_{j=1}^{32} D_i^3 V_j^3 N(D_i) \Delta D_i \tag{6}$$

2 结果和讨论

2.1 天气实况及环流背景

2017 年 7 月 14 日 14:00 ~ 23:00 时宁夏吴忠市同心县,中卫市沙坡头区、中宁县,固原市隆德县等多地先后出现冰雹天气。其中,固原市隆德县六盘山气象站布设的雨滴谱仪观测到一次强对流天气过程产生的降雨降雹。此次过程分为 3 个阶段,降雹前持续 8 min(22:49 ~ 22:56)的降雨过程;持续 5 min(22:57 ~ 23:01)的降雹过程;降雹后持续 1 min(23:02 ~ 23:03)的降雨过程。

此次夜间降雹天气发生在低层大尺度暖脊之中,对流层中高层东北冷涡后部冷空气下滑渗透等天气系统的合理配置为触发突发性冰雹提供了有利的天气尺度背景条件。从 14 日 08:00 时 500 hPa 高空图来看(图略),宁夏南部受北风控制。700 hPa 上的风向切变辐合位置较 500 hPa 偏南,宁夏南部受其外围的东南风控制,500 hPa 与 700 hPa 的风向切变显著。700 hPa 西北地区东部在暖脊内,地面受暖低压控制,回暖明显。六盘山当天最高气温超过 22 ℃,高层干冷空气叠加在低层暖湿空气上,大气层结处于不稳定状态,为降雹提供了有利的热力条件。20:00 时,500 hPa 暖脊发展,冷涡维持,不断有

冷空气下滑渗透影响,$\Delta T_{700\sim500}$达 21 ℃。

分析离六盘山气象站最近的崆峒探空站资料,当日 20:00 时探空曲线表明(图 2a),湿对流有效位能(*CAPE*)值为 248.7 J·kg^{-1},沙氏指数(*Si*)为 −1.72,存在层结不稳定。0 ℃层在 550 hPa,自由对流高度(LFC)在 0 ℃层附近,平衡高度(EL)在 364 hPa。冰雹发生在 14 日 23:00 时左右,此时六盘山站的气压 722.6 hPa,气温 14.2 ℃,露点温度 11.9 ℃,用实况数据订正探空(图 2b)后,LFC 高度略降低,使得气块更容易到达自由对流高度,EL 高度升高至 250 hPa,对流有效位能增大,为冰雹发生提供能量条件。

2.2　雷达回波特征

分析产生此次冰雹的原因,一方面具备有利于触发突发性冰雹的天气尺度背景;另一方面此次强对流系统与六盘山山脊的位置基本相同且走向基本一致,可能是由于地形原因导致的短时对流过程。宁夏南部的六盘山是冰雹源地[15],山体对气流的强迫抬升作用,再加上地形的热力作用,造成局地辐合上升运动加强,使得山区上空大气处于不稳定状态,为强对流性天气的发生发展提供了有利的条件。

根据六盘山气象站多普勒雷达图(图 3),此次强对流天气过程从 22:50 开始,顺着六盘山山脊生成一条南北走向的条状对流回波,与山势走向基本重合,回波中心强度达到 50 dBZ,在原地维持 50 min 后逐渐消散。从雷达剖面图(图 4)可以看到,冰雹发生时 40 dBZ 强回波延伸高度为 3 km,回波顶高 5 ~ 6 km,且垂直高度上呈倾斜状。对应的径向速度最大为 10 m·s^{-1},处于 5 km 左右高度。

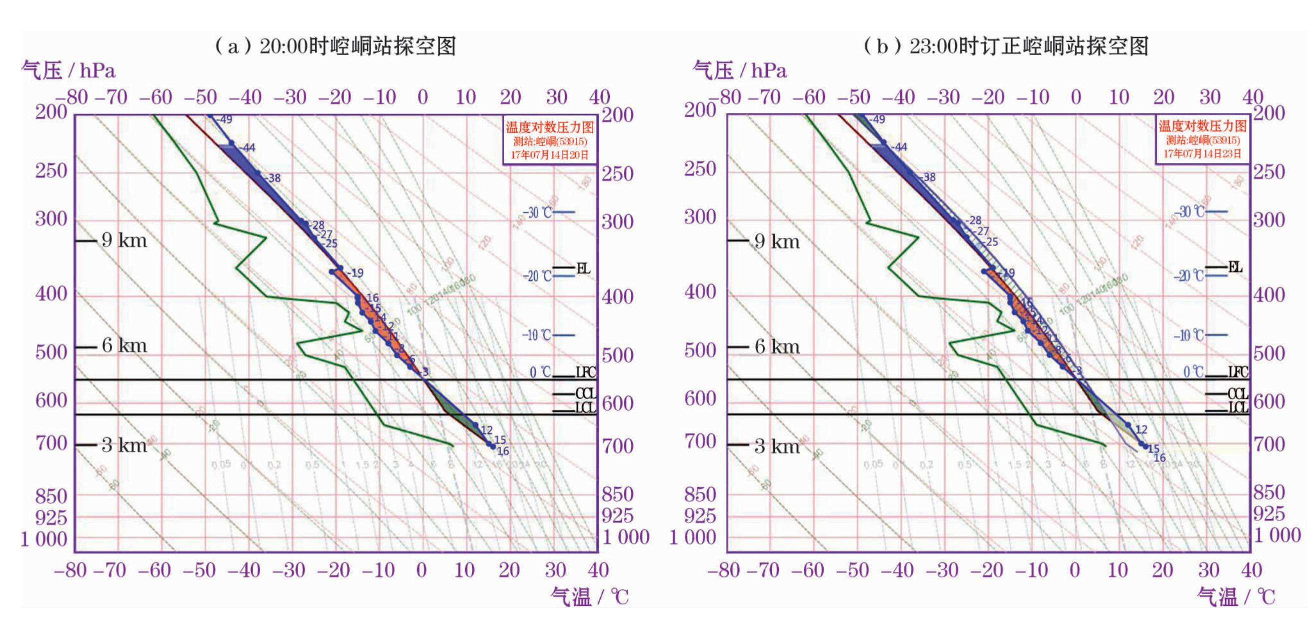


图 2　7 月 14 日 20:00 时崆峒站探空图(2017 − 07 − 14)

Fig. 2　Air sounding in Kongtong Station at 20:00 on 14 July(2017 − 07 − 14)

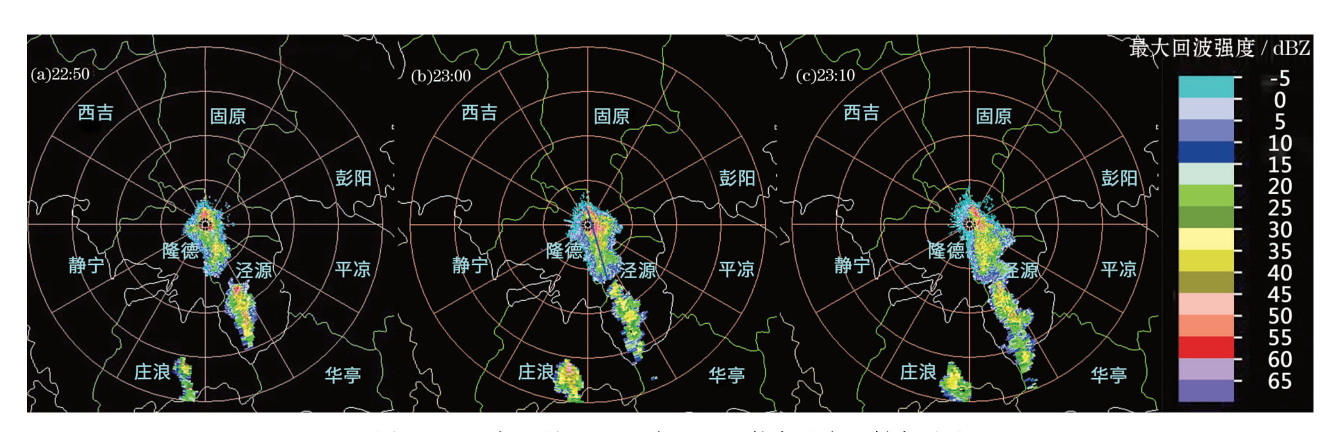
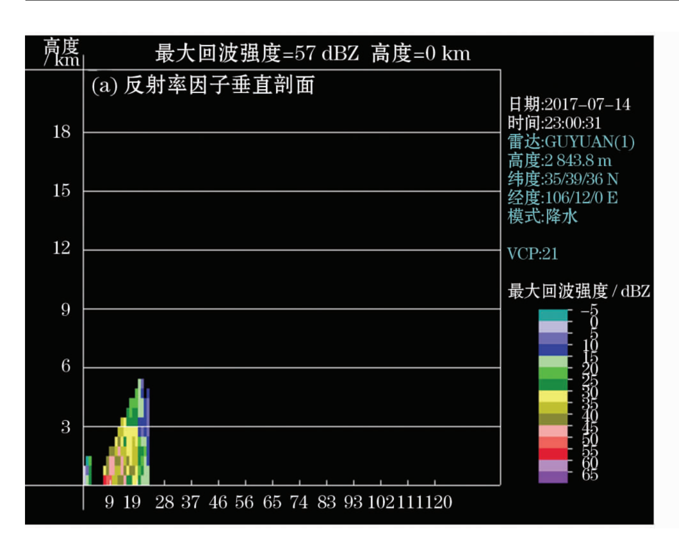


图 3　2017 年 7 月 14 日六盘山 1.5°仰角基本反射率因子

Fig. 3　Base reflectivity at elevation 1.5° in Liupan Mountain on 14 July 2017



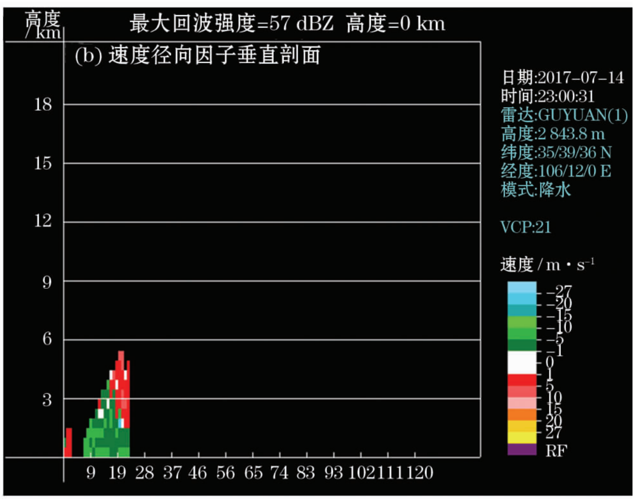


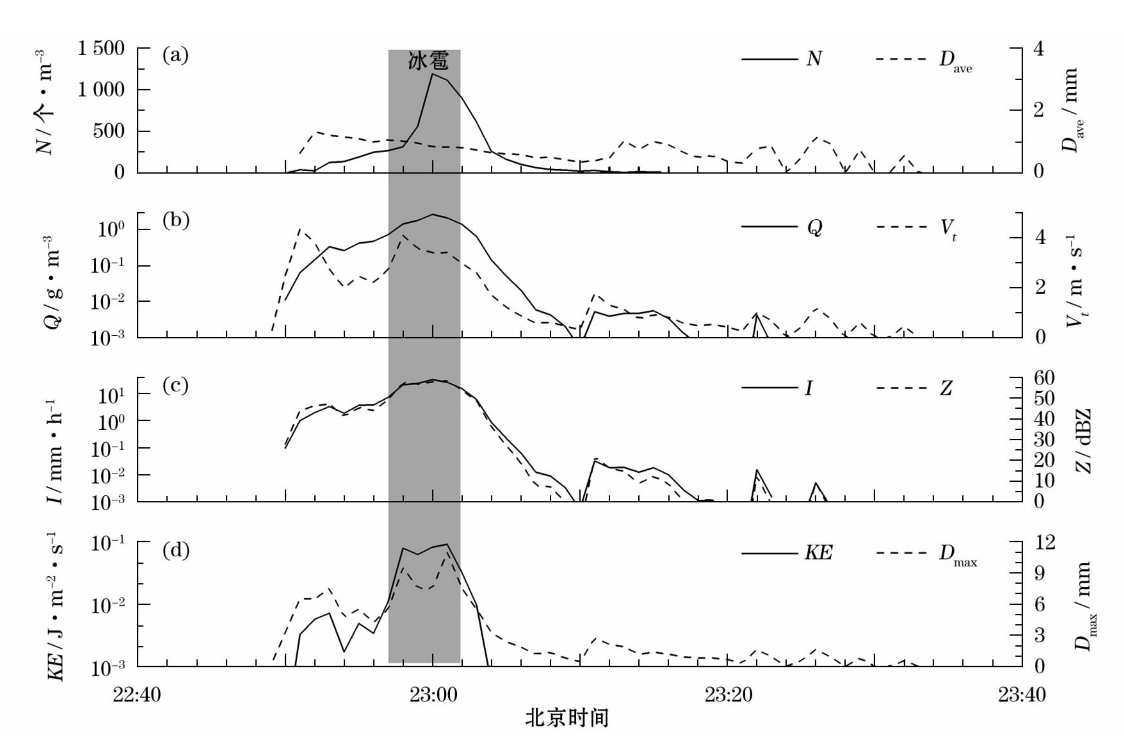
图 4 沿图 3b 蓝线处作的反射率因子垂直剖面和速度径向垂直剖面

Fig. 4 Cross section of base reflectivity and base velocity alone the blue line in Fig. 3b

2.3 微物理特征

图 5 给出了对流天气降水(包括降雨和降雹)过程中数浓度(N)、平均直径(D_{ave})、质量浓度(Q)、平均下落末速度(V_t)、降水强度(I)、雷达反射率因子(Z)、平均动能通量(KE)、最大直径(D_{max})的时序变化。

此次过程中,数浓度变化显著,降雹前降雨过程的雨滴粒子数浓度从 0.80 个 · m^{-3}迅速增大到 270 个 · m^{-3},平均粒子数浓度为 130 个 · m^{-3};开始降雹时平均粒子数浓度陡增到 817 个 · m^{-3},是降雹前降雨粒子数浓度的 6.30 倍,在 22:59 达到极大值 1 193 个 · m^{-3},维持 2 min 后又迅速减少,与雨强、质量浓度变化趋势相一致(图 5a)。粒子平均直径变化相对平稳,降雹时的粒子平均直径为 0.89 mm,降水开始时粒子平均直径从 0.63 mm 突变为 1.33 mm,增加 1 倍多,然后持续减少,直到过程结束(图 5a)。粒子谱宽在过程开始和结束过程中呈现多峰型结构,从过程开始时的 3.25 mm,经历两次峰谷变



注:N 为数浓度;D_{ave} 为平均直径; Q 为质量浓度;V_t 为末速度; I 为降水强度;Z 为雷达反射率因子; KE 平均动能通量;D_{max} 最大谱宽

图 5 2017 年 7 月 14 日冰雹过程中降水粒子微物理量演变特征

Fig. 5 Development of the microphysical characteristic quantity on 14 July 2017

化,达到最大值 11 mm,降雹时粒子平均最大直径为 8.60 mm(图 5d);结合雷达回波软件进行分析(图略),计算出分辨率为 0.25 km 的回波格点数,从而得出不同强度回波的面积,从表 1 可以看出,22:50 两项指标(大于 45 dBZ、60 dBZ 回波强度)突然增大,在 23:00(降雹时)大于 45 dBZ 回波基本保持不变,但 60 dBZ 回波强度有所减小,表明冰雹云由盛而衰;23:10 后雷达回波迅速减弱。分析雷达回波速度径向垂直剖面(图略),发现低层(2 km 以下)辐合明显。综合分析表明云中强烈的垂直运动,在降雹前的降雨过程中,粒子不断发生碰并和破碎过程,随着过程的持续,雹胚形成,由于湿增长和干增长交替进行,最终形成冰雹。在整个过程中粒子最大直径和粒子数浓度变化剧烈。质量浓度、降水强度和雷达反射率因子三者的变化趋势基本相同,均是随着过程不断增加,在降雹结束后,迅速回落(图 5b～5c)。降雹时,粒子动能通量平均为 0.069 $J\cdot m^{-2}\cdot s^{-1}$,较降雹前增长了约 13 倍,它有两个峰值,第一个峰值与粒子平均下落末速度峰值相对应,说明第一个峰值主要是由粒子下落末速度主要贡献。第二个峰值与粒子最大直径峰值和粒子数浓度的次值相对应,即谱分布中直径的最大段,这与牛生杰等[10]在固原利用测雹板进行观测的结果稍有差异,较大直径的冰雹配合较大的数浓度,易出现危害性较大的雹灾,故雹灾灾情应由雹谱的平均直径配合粒子数浓度来反映,这为冰雹致灾程度的预测提供一些参考。

表 1　降雹过程雷达回波格点数及回波面积

Tab. 1　Radar echo grid points and the radar echo areas during the hailing process

时间	回波强度 / dBZ		格点数	回波面积 / m^2
22:40	冰雹指标	>45	0	0.000 0
	最大回波	40	2	0.125 0
22:50	冰雹指标	>45	946	59.125 0
	最大回波	60	55	3.437 5
23:00	冰雹指标	>45	945	59.062 5
	最大回波	60	23	1.437 5
23:10	冰雹指标	>45	547	34.187 5
	最大回波	60	30	1.875 0
23:20	冰雹指标	>45	388	24.250 0
	最大回波	50	12	0.750 0
23:30	冰雹指标	>45	97	6.062 5
	最大回波	50	24	1.500 0
23:40	冰雹指标	>45	59	3.687 5
	最大回波	50	2	0.125 0
23:50	冰雹指标	>45	0	0.000 0
	最大回波	40	1	0.062 5

从降雹期间雨滴谱各参量的变化来看,在降雹过程中,降雹初期,粒子数浓度的增长速度和平均粒径减小速度基本不变,但粒子谱宽及下落速度均急剧增长,表明此阶段粒径较大的冰雹粒子增加的较快;此后粒子数浓度的急剧增大和平均粒径减小速度基本不变,但粒子谱宽及下落速度均开始下降,表明此阶段粒径较小的冰雹粒子增加的较快;最后,随着对流能量的释放冰雹粒子数开始减少。

2.4　冰雹粒子谱分布

将本次过程按照降雹前、降雹时、降雹后及整个过程平均,分析平均雨滴谱、速度谱分布特征(图 6)。从图 6a 看到,降雹时,雨滴谱最宽,数浓度较降雹前和降雹后明显增大,1 mm 以内的小粒子数浓度超过 100 $m^{-3}\cdot mm^{-1}$,随着粒子直径的增大,数浓度明显减少,但是粒子直径在 2～6.53 mm 之间时,粒子数浓度随直径的变化趋势较其他阶段偏缓,说明在降雹时段,处于中段(2～6.53 mm)的冰雹粒子数浓度最多。降雹前雨滴谱和数浓度较降雹后宽和大。从谱型来看,降雹时和降雹前呈指数型分布,降雹后谱型呈多峰型结构,其中降雹后雨滴谱线下降趋势最剧烈。在 2～2.4 mm 和 3.8～4.3 mm 直径段粒子数浓度有一个小的峰值,说明在降雹后大气还处于微弱的不稳定状态。图 6b 平均速度谱表明整个降水阶段速度谱起伏变化趋势基本一致,降雹后粒子下落平均速度最小,各谱线上粒子浓度在 1～3 $m\cdot s^{-1}$均存在两个峰值,峰值明显程度略有差异。在大于 3 $m\cdot s^{-1}$降雹时和降雹前均呈指数型下降,而降雹后呈多峰型起伏变化。

在 20 世纪 80—90 年代间国内利用测雹板或拍摄技术对冰雹谱进行观测研究。如牛生杰等[10]在固原地区进行观测,石安英等[16]在张家口地区进行观测,郭恩铭[17]在西藏地区进行观测。牛生杰等观测的 22 个冰雹过程中,冰雹的最大直径为 17～27 mm,平均数浓度为 9.075 个$\cdot m^{-3}$;最大直径较本文 11 mm 大的多,但是平均数浓度较本文 130 个$\cdot m^{-3}$要小一个量级。

谱分布可以为雷达、卫星反演降水以及云的参数化提供经验关系。1948 年 MARSHALL[18]最早提出雨滴谱的分布(M-P 分布)为指数形式,而 ULBRICH[19]则认为使用 3 种参数的 Gamma 型分布更能描述实际的雨滴谱分布。本文图 7 给出了本次过

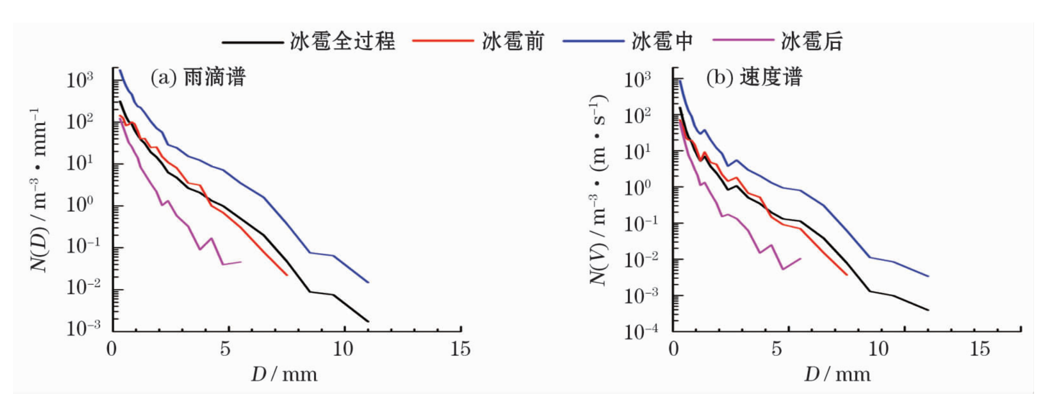


图 6 2017 年 7 月 14 日冰雹过程中降水粒子平均雨滴谱和速度谱

Fig. 6 Comparison of average raindrop size distribution and raindrop velocity spectrum on 14 July 2017

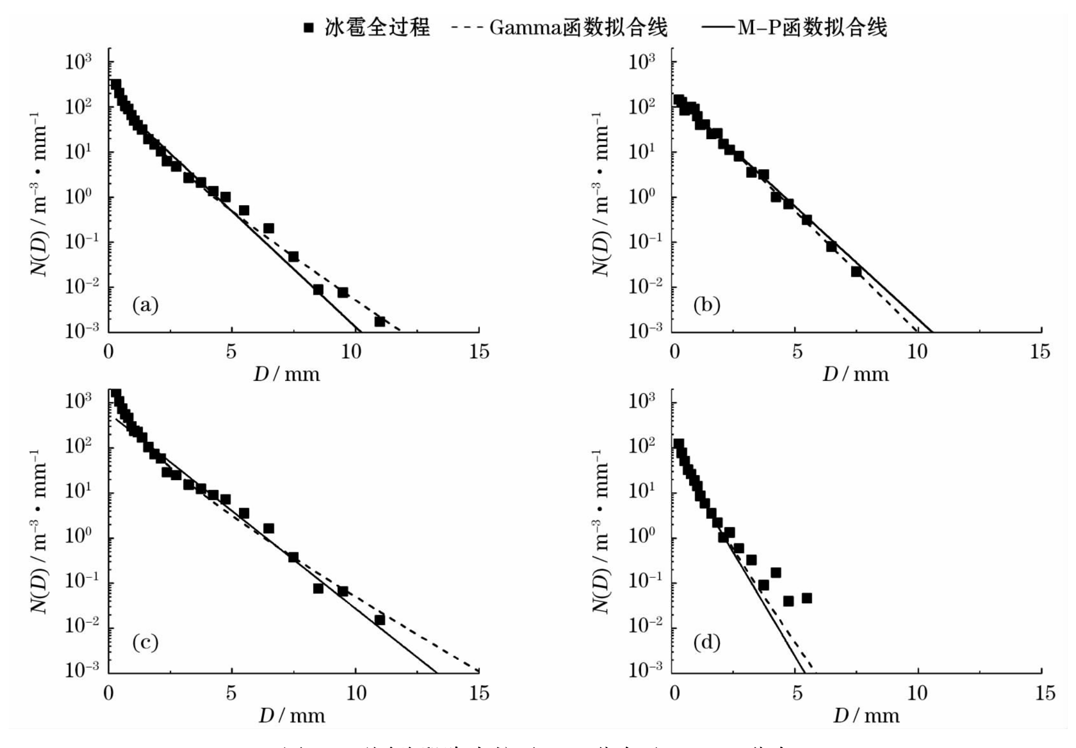


图 7 不同阶段降水粒子 M-P 分布及 Gamma 分布

Fig. 7 M-P distributions and Gamma distributions in the different stages

程各阶段降水粒子 M-P 分布和 Gamma 分布,降雹前 M-P 分布和 Gamma 分布拟合度基本重合(图 7b),粒子的拟合效果也比较好。在降雹时,粒子滴谱 Gamma 分布比 M-P 分布拟合优度高,M-P 分布在小粒子范围内(1 ~4 mm)存在较大拟合误差(图 7c)。降雹后,整个过程基本结束,2 种分布对粒子滴谱的分布拟合优度高。结果表明,Gamma 分布更适合描述降雹前后的粒子谱,M-P 分布在小滴谱段的拟合误差较大。这与我国气象工作者的研究基本相同[20-23]。

2.5 平均动能通量

冰雹落地动能的大小直接关系着冰雹造成灾害的程度。因此,在研究冰雹的过程中,对冰雹的落地末速度和冰雹的落地动能尤为关注。本文以 $V = aD^b$ 为计算公式,将观测到的不同粒径对应的速度代入其中,通过最小二乘法来拟合,得到冰雹过程中粒子速度拟合图(图 8),相关系数 R 达到 0.98 ~ 0.99,拟合效果非常好,其中(图 8c)即降雹最强时段的拟合公式 $V = 5D^{0.53}$ 与徐家骝[24]的 $V = 5D^{0.5}$ 基本一致。在降雹过程中 a 的范围为 4.55 ~5.02,平均值为 4.85;b 的范围为 0.53 ~0.59,平均值为 0.56。

图 9 是冰雹过程中降水粒子平均动能谱(a)、降水强度谱(b)和雷达反射率因子(c)随时间的变化图。3张图的图形走势基本相同,22:56 ~23:04

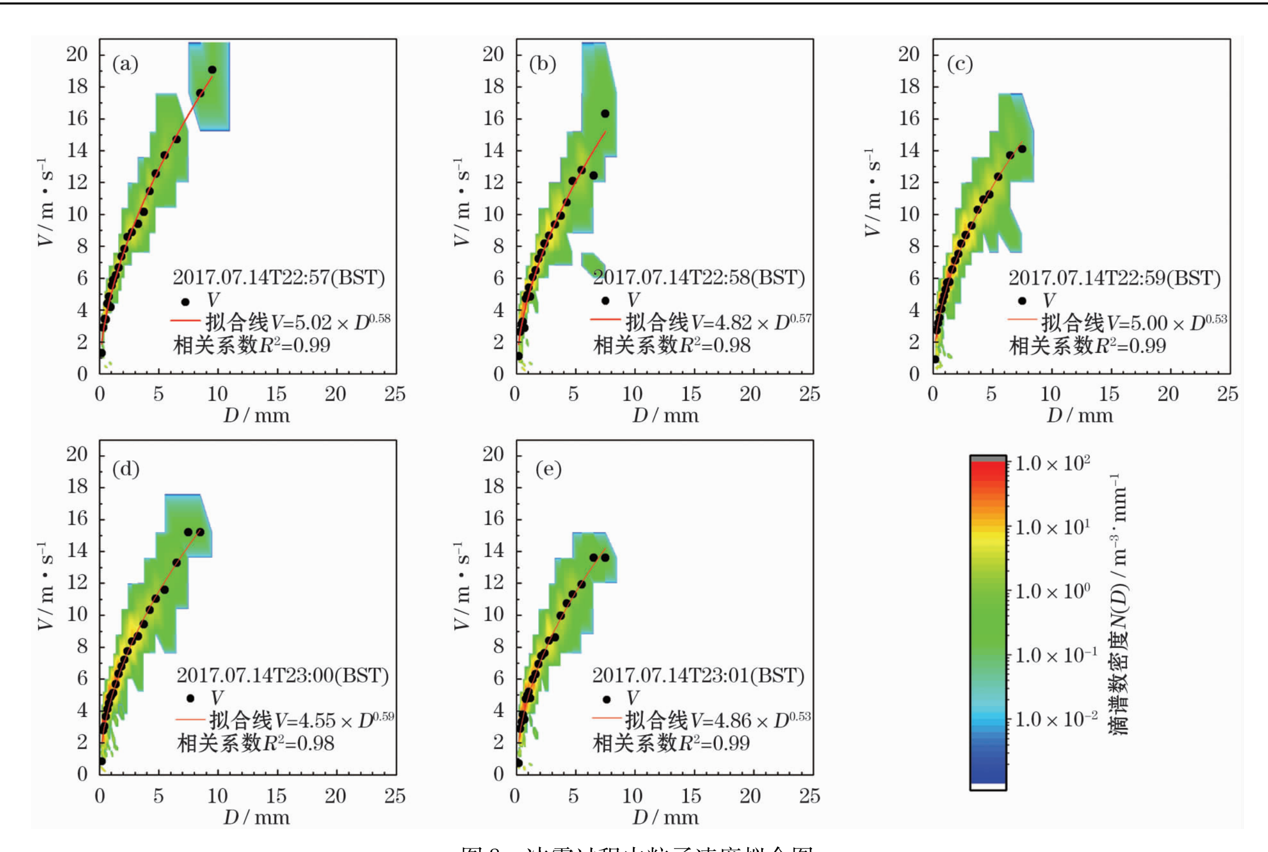


图8　冰雹过程中粒子速度拟合图

Fig. 8　Velocity fitting during the hailing process

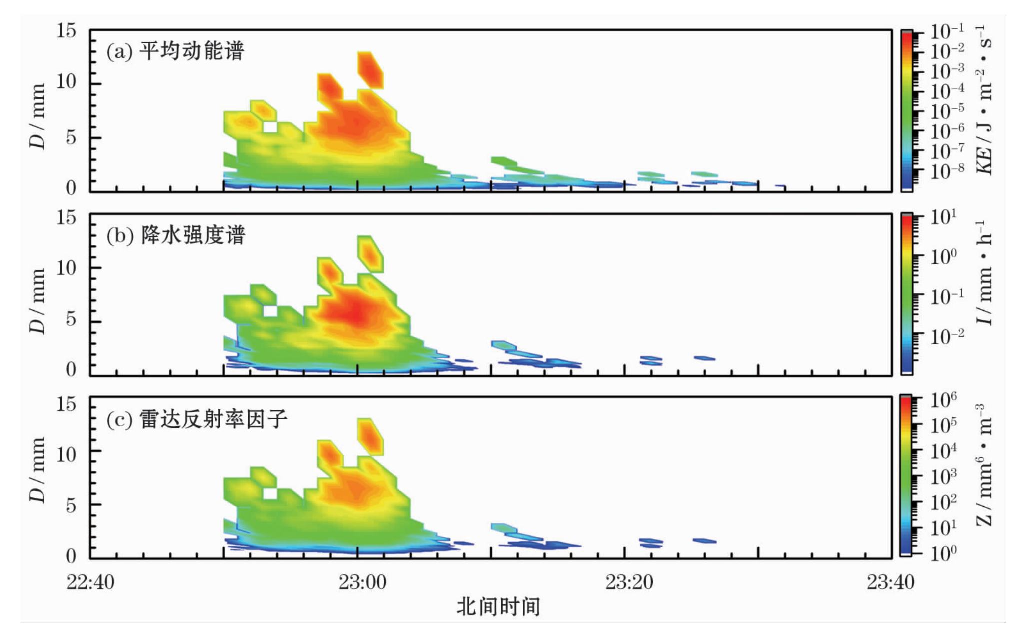


图9　2017年7月14日冰雹过程中降水粒子平均动能谱、降水强度谱和雷达反射率因子随时间等值线图

Fig. 9　Evolution of raindrop mean kinetic energy flux, precipitation intensity and radar reflectivity factor during the hailing process on 14 July 2017

降水粒子平均动能、降水强度和雷达反射率因子明显增强,但同一粒子直径下,大值区的范围按照平均动能、降水强度和雷达反射率因子的顺序由大到小排列。直径最大的降水粒子对平均动能贡献率最大,主要大值区在粒子直径3~9 mm范围内。对于降水强度的贡献,反而是中段直径的粒子贡献最大,这是因为降水强度与粒子直径和粒子数浓度成正比。

3 结 论

本文利用 DSG5 型激光雨滴谱仪等观测资料，对 2017 年 7 月 14 日宁夏六盘山地区夜间出现的冰雹天气进行了降雹粒子微物理特征量分析，主要有以下结论：

（1）与降雹前的降雨过程相比，出现冰雹后除粒子平均直径缓慢下降外，粒子数浓度、质量浓度、末速度、降水强度、雷达反射率因子、平均动能通量及谱宽均明显增大，其中数浓度和平均动能通量增幅明显较大，粒子数浓度平均为 817 个 · m^{-3}，平均动能通量平均为 0.069 J · m^{-2} · s^{-1}，较降雹前分别增长了 6.3 倍和 13 倍，云内降水粒子的生长速度明显较快。

（2）在降雹过程中，降雹初期，粒子数浓度的增长速度和平均粒径减小速度基本不变，但最大直径及下落速度均急剧增长，表明此阶段粒径较大的冰雹粒子增加的较快；此后粒子数浓度的急剧增大和平均粒径减小速度基本不变，但最大直径及下落速度均开始下降，表明此阶段粒径较小的冰雹粒子增加的较快；最后，随着对流能量的释放冰雹粒子数开始减少。

（3）强对流天气在降雹之前会产生少量降雨，且降雨粒子的谱宽比较窄，雨滴粒子数浓度、尺度和下落速度都不大；相比降雹前，降雹时粒子谱变宽，各粒径档粒子的数浓度和下落速度均明显增大。相比 M-P 分布，用 Gamma 分布拟合此次降雹过程的粒子谱效果会更好。

（4）经过模拟计算，以粒子下落末速度公式 $V=aD^b$，拟合此次降雹过程中的粒子速度效果很好，相关系数超过 0.98，a 的平均取值为 4.85，变化范围在 4.55 ~ 5.02 之间，b 的平均取值为 0.56。变化范围在 0.53 ~ 0.59 之间。

（5）相比降雹前，粒子平均动能、降水强度及雷达反射率因子都比较小，降雹开始后，降水强度增大了 3 倍、粒子平均动能与雷达反射率因子均增大了 7 倍，变化比率基本相同。

参考文献（References）

[1] 孙继松，石增云，王令. 地形对夏季冰雹事件时空分布的影响研究[J]. 气候与环境研究，2006，11（1）：76 – 84.［SUN Jisong, SHI Zengyun, WANG Ling. A study on topography impacting on distribution of hail events［J］. Climatic and Environmental Research，2006，11（1）：76 – 84.］

[2] 孙旭映，渠永兴，王坚. 地理因子对冰雹形成的影响[J]. 干旱区研究，2008，25（3）：452 – 456.［SUN Xuying, QU Yongxing, WANG Jian. Effects of geographical factors on the formation of hailstorm［J］. Arid Zone Research，2008，25（3）：452 – 456.］

[3] 纪晓玲，陈晓光，贾宏元，等. 宁夏冰雹的分布特征[J]. 灾害学，2006，21（4）：14 – 17.［JI Xiaoling, CHEN Xiaoguang, JIA Hongyuan, et al. Characteristics of hail distribution in Ningxia［J］. Journal of Catastrophology，2006，21（4）：14 – 17.］

[4] 唐仁茂，李德俊，向玉春，等. 地基微波辐射计对咸宁一次冰雹天气过程的监测分析[J]. 气象学报，2012，70（4）：806 – 813.［TANG Renmao, LI Dejun, XIANG Yuchun, et al. Analysis of a hailstorm event in the middle Yangtze River Basin using ground microwave radiometers［J］. Acta Meteorologica Sinica，2012，70（4）：806 – 813.］

[5] 黄治勇，周志敏，徐桂荣，等. 风廓线雷达和地基微波辐射计在冰雹天气监测中的应用[J]. 高原气象，2015，34（1）：269 – 278.［HUANG Zhiyong, ZHOU Zhimin, XU Guirong, et al. Monitoring application of hailstorm event with the observation of wind profile radar and ground-based microwave radiometer［J］. Plateau Meteorology，2015，34（1）：269 – 278.］

[6] 王昀，谢向阳，马禹，等. 天山北侧成灾雹云移动路径及预警指标的研究[J]. 干旱区地理，2017，40（6）：1152 – 1164.［WANG Yun, XIE Xiangyang, MA Yu, et al. Moving paths and nowcasting indicators of radar of hail cloud in northern Tianshan Mountains［J］. Arid Land Geography，2017，40（6）：1152 – 1164.］

[7] 刘峰贵，张海峰，周强，等. 三江源地区冰雹灾害分布特征及其成因[J]. 干旱区地理，2013，36（2）：238 – 244.［LIU Fenggui, ZHANG Haifeng, ZHOU Qiang, et al. Distribution features of hail disasters and its formation analysis of the Three-River Headwaters Region［J］. Arid Land Geography，2013，36（2）：238 – 244.］

[8] 纪晓玲，马筛艳，丁永红，等. 宁夏 40 a 灾害性冰雹天气分析[J]. 自然灾害学报，2007，16（3）：24 – 28.［JI Xiaoling, MA Shaiyan, DING Yonghong, et al. Analysis of disastrous hail weather in Ningxia in recent 40 years［J］. Journal of Natural Disasters，2007，16（3）：24 – 28.］

[9] 杨侃，桑建人，李艳春，等. 宁夏 50 a 冰雹气候特征[J]. 干旱气象，2012，30（4）：609 – 614.［YANG Kan, SANG Jianren, LI Yanchun, et al. Analysis of climatic and extreme features of hail in Ningxia in recent 50 years［J］. Journal of Arid Meteorology，2012，30（4）：609 – 614.］

[10] 牛生杰，马磊，翟涛. 冰雹谱分布及 Z_e-E 关系的初步分析[J]. 气象学报，1999，57（2）：217 – 225.［NIU Shengjie, MA Lei, ZHAI Tao. Preliminary analysis of the hailstone spectra distribution and the relations between Z_e and E［J］. Acta Meteorologica Sinica，1999，57（2）：217 – 225.］

[11] 徐阳春. 雷达判别宁南山区冰雹云的综合指标[J]. 高原气象，1991，10（4）：420 – 425.［XU Yangchun. A comprehensive indexes recogniting hail cloud by using weather radar in mountain area of south Ningxia［J］. Plateau Meteorology，1991，10（4）：420 – 425.］

[12] LÖFFLERMANG M, JOSS J. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors［J］. Journal of Atmospheric & Oceanic Technology，2000，17（2）：130 – 139.

[13] 濮江平，赵国强，蔡定军，等. Parsivel（R）激光降水粒子谱仪及

其在气象领域的应用[J]. 气象与环境科学,2007,30(2):3－8. [PU Jiangping, ZHAO Guoqiang, CAI Dingjun, et al. Parsivel (R) precipitation particle spectrometer and application in meteorological realm [J]. Meteorological and Environmental Sciences, 2007,30(2):3－8.]

[14] CHEN B, HU Z, LIU L, et al. Raindrop size distribution measurements at 4 500 m on the Tibetan Plateau during TIPEX-III[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2017, 122:11092－11106.

[15] 李栋梁,刘德祥. 甘肃气候[M]. 北京:气象出版社,2000:255－256. [LI Dongliang, LIU Dexiang. Climate in Gansu Province [M]. Beijing:China Meteorological Press, 2000:255－256.]

[16] 石安英,孙玉稳. 冰雹谱分布特征的探讨[J]. 高原气象,1989, 8(3):279－283. [SHI Anying, SUN Yuwen. Study of the characteristics of hail size distribution[J]. Plateau Meteorology, 1989, 8(3):279－283.]

[17] 郭恩铭. 西藏冰雹的观测[J]. 气象学报,1984,42(1):110－113. [GUO Enming. The observation of hail in Xizang Province [J]. Acta Meteorologica Sinica, 1984, 42(1):110－113.]

[18] MARSHALL J S. The distribution of raindrops with size[J]. Journal of the Meteorological Sciences, 1948, 5(4):165－166.

[19] ULBRICH C W. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution[J]. Journal of Climate Applied Meteorology, 1983, 22(10):1764－1775.

[20] 郑娇恒,陈宝君. 雨滴谱分布函数的选择:M-P 和 Gamma 分布的对比研究[J]. 气象科学,2007,27(1):17－25. [ZHENG Jiaoheng, CHEN Baojun. Comparative study of exponential and gamma functional fits to observed raindrop size distribution[J]. Scientia Meteorologica Sinica, 2007, 27(1):17－25.]

[21] 陈万奎,严采蘩. 雨滴谱及其特征值水平分布的个例分析[J]. 气象,1988,14(1):8－11. [CHEN Wankui, YAN Caifan. A case study of raindrop spectra and its characteristic parameters along horizontal level[J]. Meteorological Monthly, 1988, 14(1):8－11.]

[22] 石爱丽,郑国光,黄庚,等. 2002 年秋季河南省层状云降水的雨滴谱特征. 气象, 2004, 30(8): 12－17. [SHI Aili, ZHENG Guoguang, HUANG Geng, et al. Characteristics of raindrop spectra of stratiform cloud precipitation in autumn 2002 in Henan Province [J]. Meteorological Monthly, 2004, 30(8):12－17.]

[23] 陈德林,谷淑芳. 大暴雨雨滴平均谱的研究[J]. 气象学报. 1989,47(1):124－127. [CHEN Delin, GU Shufang. Research on the mean spectrum of the rain storm[J]. Acta Meteorologica Sinica, 1989, 47(1):124－127.]

[24] 徐家骝. 冰雹微物理与成雹机制[M]. 北京:农业出版社, 1979:110. [XU Jialiu. The microphysics of hail and the mechanism of hail formation [M]. Beijing: China Agriculture Press, 1979:110.]

A case analysis of microphysical characteristics of atypical hail formation over Liupan Mountain, China

TAO Tao[1,2], ZHANG Li-xin[1], SANG Jian-ren[2], LV Jing-jing[3,4], NIE Jing-xin[2]

(1 *School of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing* 210044, *Jiangsu, China*;
2 *Key Laboratory of Characteristic Agrometeorological Disaster Monitoring and Early Warning and Risk Management in Arid Regions, CMA, Yinchuan* 750002, *Ningxia, China*;
3 *Key Laboratory for Aerosol-loud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing* 210044, *Jiangsu, China*;
4 *School of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing* 210044, *Jiangsu, China*)

Abstract: Hail is one of the most important destructive weather phenomena in Ningxia Province, China. Its circulation background and spatiotemporal distribution characteristics have been carefully studied by many researchers, but the research on hail with the newest generation of detection equipment is not very clear. This study addressed this gap by examining hail events with measurements of instantaneous precipitation intensity, total number of precipitation particles, cumulative precipitation, visibility, and radar reflectivity that were obtained using a DSG5 laser raindrop spectrometer. The precipitation and microphysical characteristics of hail falling during severe convective weather in the Liupan Mountain area of Ningxia Province on the night of July 14, 2017, were systematically analyzed. The results showed as follows: (1) during the hail process, the microphysical characteristics of the precipitation particles increased significantly relative to the baseline. In particular, the number density and mean kinetic energy flux increased to 6.3 and 13 times more than their initial values, respectively. (2) In the early hailing stage, large hail particles grew faster than did smaller particles. However, with the release of energy, convection weakened and hailstones of smaller size increased rapidly. (3) Our data showed that a gamma-type distribution was most suitable for fitting the particle distribution characteristics before and after the hail process. (4) Finally, we found that particle velocity during the hail falling process was well fitted by using the particle falling velocity formula $V = aD^b$ ($R^2 \geqslant 0.98$). Fitted to our data, the constant a ranged from 4.55 to 5.02, while b varied from 0.53 to 0.59.

Key words: Liupan Mountain; hail cloud; hail particle size distribution; microphysical characteristics